



**CNEN/SP**

**ipen** Instituto de Pesquisas  
Energéticas e Nucleares

MODELAGEM NUMÉRICA DA EVOLUÇÃO DIURNA DA CAMADA  
DE MISTURA ATMOSFÉRICA

Leslie de MOLNARY

IPEN - PUB -- 296

PUBLICAÇÃO IPEN 296

MARÇO/1990

SÃO PAULO

**MODELAGEM NUMÉRICA DA EVOLUÇÃO DIURNA DA CAMADA  
DE MISTURA ATMOSFÉRICA**

**Leslie de MOLNARY**

**DEPARTAMENTO DE TECNOLOGIA DE REATORES**

**CNEN/SP  
INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES  
SÃO PAULO - BRASIL**

**Série PUBLICAÇÃO IPEN**

**INIS Categories and Descriptors**

**B33.00**

**ATMOSPHERES**

**MIXTURES**

**LAYERS**

**NUMERICAL SOLUTION**

---

**IPEN - Doc - 3579**

**Aprovado para publicação em 30/01/90.**

**Nota: A redação, ortografia, conceitos e revisão final são de responsabilidade do(s) autor(es).**

# MODELAGEM NUMERICA DA EVOLUÇÃO DIURNA DA CAMADA DE MISTURA ATMOSFÉRICA

Leslie de MOLNARY

COMISSAO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR - CNEN/SP  
INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGETICAS E NUCLEARES - IPEN  
Caixa Postal 11049 - Pinheiros  
05499 - São Paulo - BRASIL

## RESUMO

Este trabalho apresenta um algoritmo numérico para se determinar a evolução temporal da altura, temperatura potencial e razão de mistura da camada de mistura atmosférica, utilizando um esquema numérico avançado no tempo para prognosticar a evolução local, e um esquema numérico avançado no tempo e atrasado no espaço para a análise sobre uma região sujeita a um campo de advecção unidimensional. Os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente foram determinados a partir de parametrizações senoidais simplificadas em função da hora do dia e do tipo de região analisada (rural e de água).

# MODELAGEM NUMÉRICA DA EVOLUÇÃO DIURNA DA CAMADA DE MISTURA ATMOSFÉRICA

Leslie de MOLNARY

COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR - CNEN/SP  
INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGÉTICAS E NUCLEARES - IPEN  
Caixa Postal 11049 - Pinheiros  
05499 - São Paulo - BRASIL

## RESUMO

Este trabalho apresenta um algoritmo numérico para se determinar a evolução temporal da altura, temperatura potencial e razão de mistura da camada de mistura atmosférica, utilizando um esquema numérico avançado no tempo para prognosticar a evolução local, e um esquema numérico avançado no tempo e atrasado no espaço para a análise sobre uma região sujeita a um campo de advecção unidimensional. Os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente foram determinados a partir de parametrizações senoidais simplificadas em função da hora do dia e do tipo de região analisada (rural e de água).

# NUMERICAL MODELLING OF THE ATMOSPHERIC MIXING-LAYER DIURNAL EVOLUTION

Leslie de MOLNARY

COMISSAO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR - CNEN/SP  
INSTITUTO DE PESQUISAS ENERGETICAS E NUCLEARES - IPEN  
Caixa Postal 11049 - Pinheiros  
05499 - São Paulo - Brasil

## ABSTRACT

This paper introduces a numeric procedure to determine the temporal evolution of the height, potential temperature and mixing ratio in the atmospheric mixing-layer. The time and spatial derivatives were evaluated via forward in time scheme to predict the local evolution of the mixing-layer parameters, and a forward in time, upstream in space scheme to predict the evolution of the mixing-layer over a flat region with a one-dimensional advection component. The surface turbulent fluxes of sensible and latent heat were expressed using a simple sine wave that is function of the hour, day and kind of the surface (water or country).

## 1. INTRODUCAO

A simulação da evolução temporal da Camada Limite Planetária (CLP) tem recebido muita atenção dos pesquisadores e meteorologistas durante os últimos anos, devido principalmente aos diversos estudos que tem demonstrado a conexão de alguns fenômenos meteorológicos de pequena escala com os fenômenos que ocorrem em mesoescala, assim como, para a determinação de parâmetros para a inicialização de modelos numéricos de grande escala. Progressos importantes tem sido feitos na compreensão e simulação da fase convectiva da CLP, destacando-se os trabalhos pioneiros de Deardorff (1974), Yamada e Mellor (1975), André *et. al.* (1978), e Tennekes (1973), como também, de sua evolução noturna, onde se destacam os trabalhos de Wyngaard (1975), Yamada e Mellor (1975) e Zeman e Lumley (1978).

Durante as 24 horas de evolução dessa camada mais baixa da atmosfera, em condições de céu claro, pode-se comumente distinguir dois períodos principais e as transições entre eles, ou seja, um crescimento progressivo durante o dia de uma camada convectiva cuja espessura é da ordem de 1 Km, e durante a noite o desenvolvimento de uma forte inversão térmica nos primeiros 100-200 m da superfície. Estes dois períodos correspondem aos seguintes tipos de fenômenos segundo André *et. al.* (1978):

a) o desenvolvimento convectivo da CLP é caracterizado por grande produção de turbulência próximo ao solo, e como essa turbulência é transferida para camadas superiores da atmosfera, ela favorece uma grande mistura de temperatura potencial e umidade.

b) o desenvolvimento da inversão térmica noturna é governada tanto pela transferência radiativa como pela turbulência, de modo que, estes dois processos influenciam na evolução do perfil de temperatura e geralmente da própria estrutura da CLP e devem ser levados em consideração.

A CLP ao receber o fluxo de calor da superfície durante o dia, muitas vezes tem parte significativa desse fluxo bloqueado por uma inversão, e como a CLP se aquece durante o decorrer do dia, a base da inversão eleva-se gradualmente por causa da turbulência que entranha o ar quente logo acima da base da inversão. Esse trabalho procura discutir a solução de um algoritmo numérico capaz de prever a evolução diurna da estrutura interna da CLP compreendida pela Camada de transição (CT) entre a atmosfera livre e a Camada Limite Superficial (CLS), e que é comumente denominada de Camada de Mistura (CM).

O interesse em diagnosticar a evolução da CM está diretamente relacionado, por exemplo, ao estudo da dispersão de poluentes atmosféricos (Oliveira, 1985), pois a dispersão de materiais gasosos e particulados na atmosfera estará limitada pela altura da camada de inversão, de modo que, o problema de se estimar a taxa de evolução da base de inversão é de grande relevância prática.

Atualmente, o estudo da evolução da camada limite planetária ou em particular, da camada de mistura, tem se mostrado importante não apenas para os modelos de previsão de grande escala, como também, para auxiliar na elaboração dos diagnósticos ambientais de grandes complexos industriais potencialmente poluidores da atmosfera e do meio-ambiente. A Figura 1 ilustra como a dispersão vertical é tratada pelo modelo MESOS, que vem a ser um modelo desenvolvido para simular a dispersão atmosférica e o transporte de radionuclídeos sobre a Europa a partir de um modelo de trajetória la-grangeana (ApSimon *et.al.*, 1985).

## 2. DESCRIÇÃO DO MODELO

A camada limite planetária pode ser dividida basicamente em três subcamadas: camada limite superficial (CLS),

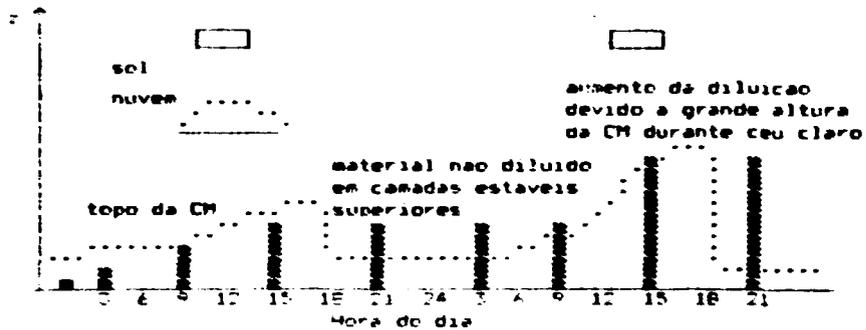


Figura 1. Ilustração simplificada da dispersão vertical no Modelo MESOS que utiliza a variação da altura da Camada de Mistura (ApSimon *et. al.*, 1985).

camada de mistura (CM), e camada de transição (CT) conforme indicado na Figura 2. A espessura da CLS raramente excede poucas dezenas de metros, e devido ao seu contato direto com a superfície sofre intensas trocas de energia, momentum e massa. A CM constitui-se na maior parte da extensão vertical da camada limite planetária, sendo muitas vezes confundida com a própria CLP. Por outro lado, a CT ocupa uma pequena extensão vertical da camada limite planetária e sua estrutura é o resultado da interação entre a turbulência de origem mecânica e térmica local, e as forçantes dinâmicas e térmicas de grande escala.

Para simplificação do modelo com salto de primeira ordem proposto por Betts (1974) e Mahrt e Lenschow (1976) para prognosticar a evolução da CLP, este trabalho utiliza o modelo com salto de ordem zero proposto por Lilly (1968), ou seja, não é mais considerada a camada de transição, e o topo da CLP é o próprio topo da camada de mistura. A Figura 3 ilustra como é descrita a CLP em função do modelo com salto de ordem zero e a respectiva parametrização do fluxo turbulento de calor em função da altura.

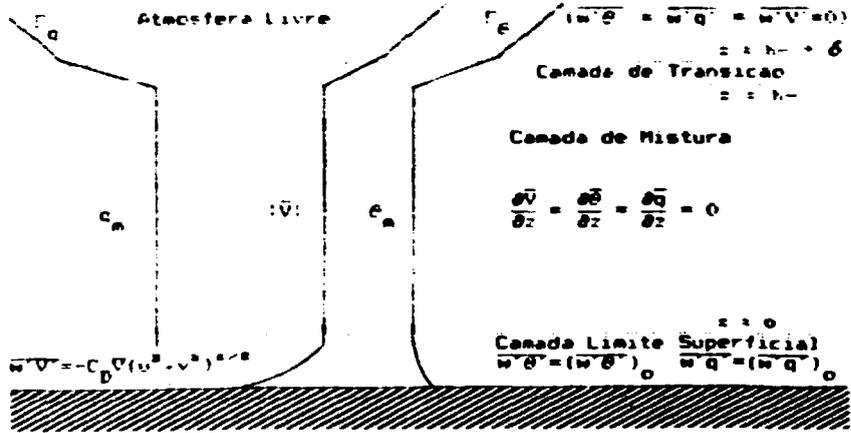


Figura 2. Modelo com "salto" de primeira ordem para a CLP, incluindo a CT de espessura  $\delta$ , segundo Mahrt e Lenschow (1976) e Betts (1974).

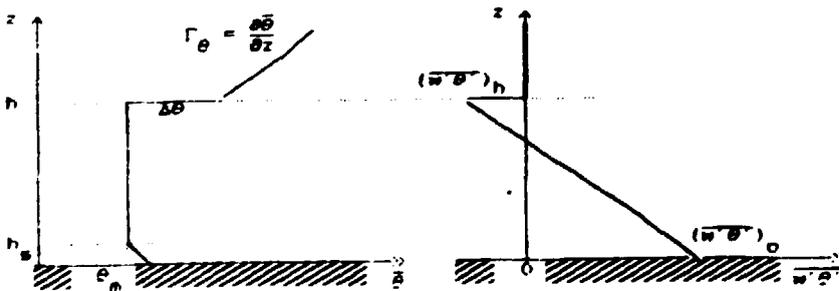


Figura 3. Modelo com "salto" de ordem zero para a CLP, segundo Lilly (1968). O perfil vertical de temperatura potencial,  $\theta_m$ , está representado a esquerda e o fluxo turbulento de calor,  $\overline{w'\theta'}$ , a direita.

Para o desenvolvimento das equações que representam a CM, um mecanismo simplificado de evolução da CLP será considerar uma camada de convecção rasa, ou uma camada de fumaça ou qualquer outro material inerte, ocupando a parte inferior de uma massa de ar horizontalmente homogênea sujeita a um campo de velocidade vertical devido a sistemas de grande escala ( $w(h) \leq 0$ ). Assume-se também que ocorre resfriamento radiativo na camada de ar logo acima da camada de convecção rasa em uma taxa capaz de manter o perfil de temperatura potencial estável, ou seja,  $\partial\theta_E/\partial z > 0$ . A camada de ar superior a essa camada de convecção rasa, ou atmosfera livre, é assumida ser não turbulenta. A camada de ar inferior, no caso a própria superfície da Terra ou a CLS, é mantida na temperatura potencial  $\theta_0$ .

Sobre a premissa de que a altura do topo da camada de mistura,  $h$ , é muito menor que a escala de altura da atmosfera, Ogura e Phillips (1962) mostraram que é possível utilizar-se a aproximação de Boussinesq, e portanto, a equação prognóstica para a temperatura potencial dentro de uma camada bem misturada é dada por:

$$\frac{\partial\theta_m}{\partial t} = - \frac{\partial(\overline{w'\theta'})}{\partial z} \quad (1)$$

desde que  $\theta_m$  é constante com a altura, então o transporte de calor turbulento é uma função linear da altura que pode ser obtida a partir da integração da Eq. (1) entre os níveis  $z = z_s$  (topo da CLS) e  $z = h$  (topo da CM) resultando na equação (Lilly, 1968):

$$\overline{w'\theta'} = \left[ 1 - \frac{z}{h} \right] (\overline{w'\theta'})_0 + \frac{z}{h} (\overline{w'\theta'})_h \quad (2)$$

de modo que, a Eq. (1) pode ser reescrita como sendo:

$$\frac{\partial\theta_m}{\partial t} = \frac{(\overline{w'\theta'})_0 - (\overline{w'\theta'})_h}{h} \quad (3)$$

Oliveira (1985) derivou a Eq. (1) acrescentando os termos de advecção horizontal e de difusão horizontal turbulenta integradas na camada de mistura aos termos de variação local da temperatura potencial e de divergência vertical dos fluxos verticais turbulentos, resultando na seguinte expressão:

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial \theta_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial \theta_m}{\partial y} = \frac{(\overline{w'\theta'})_o - (\overline{w'\theta'})_h}{h} + DH\theta \quad (4)$$

onde:

$$\theta_m(x, y, z, t) = \frac{1}{h} \int_{z_s}^h \theta(x, y, z, t) dz \quad (5a)$$

$$DH\theta = -\frac{1}{h} \int_{z_s}^h \left[ \frac{\partial(u'\theta')}{\partial x} + \frac{\partial(v'\theta')}{\partial y} \right] dz \quad (5b)$$

Utilizando-se a Teoria K (Sutton, 1953), o termo de difusão horizontal turbulenta,  $DH\theta$ , pode ser expressa como sendo:

$$DH\theta = K_h \left[ \frac{\partial^2 \theta_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta_m}{\partial y^2} \right] \quad (6)$$

onde o coeficiente de difusão horizontal,  $K_h$ , tem o valor aproximado de  $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , e é considerado constante no interior na CM (Liu e Goodin, 1978). Substituindo a Eq. (6) na Eq. (4) vem que:

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial \theta_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial \theta_m}{\partial y} = \frac{(\overline{w'\theta'})_o - (\overline{w'\theta'})_h}{h} + K_h \left[ \frac{\partial^2 \theta_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta_m}{\partial y^2} \right] \quad (7)$$

Do mesmo modo que temos a Eq. (7) representando a taxa de variação temporal da temperatura potencial na camada de mistura, podemos escrever a equação prognóstica para a va-

riação temporal da razão de mistura,  $q_m$ , como sendo:

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial q_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial q_m}{\partial y} = \frac{(\overline{w'q'})_0 - (\overline{w'q'})_h}{h} + K_h \left[ \frac{\partial^2 q_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q_m}{\partial y^2} \right] \quad (8)$$

No modelo de camada limite planetária com salto de ordem zero a espessura da CT é considerada desprezível,  $\delta \rightarrow 0$  com relação a altura da CM, de modo que, a equação prognóstica para o crescimento da camada de mistura será dada por (Oliveira, 1985):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u_m \frac{\partial h}{\partial x} + v_m \frac{\partial h}{\partial y} = w(h) + w_e + DHh \quad (9)$$

Na equação acima,  $h = h(x,y,t)$  é a altura da camada de mistura,  $u_m$  e  $v_m$  são respectivamente as componentes zonal e meridional do vento na CM,  $w(h)$  é a velocidade vertical de grande escala no topo da CM,  $w_e$  é a taxa de entranhamento do ar na CM, e  $DHh$  é a difusão horizontal turbulenta na altura da CM. A Eq. (9) indica que a variação local da altura da CM se deve a advecção horizontal, ao movimento vertical no topo da camada de mistura e aos processos turbulentos de entranhamento vertical e difusão horizontal.

A taxa de entranhamento vertical é determinada através da expressão:

$$w_e = - \frac{(\overline{w'\theta'})_h}{\Delta\theta} \quad (10)$$

onde  $\Delta\theta = \theta_E - \theta_m$  é a inversão de temperatura potencial, ou seja, a diferença entre a temperatura potencial na atmosfera livre,  $\theta_E$ , e a temperatura potencial média,  $\theta_m$ , na camada de mistura.

De acordo com a Eq.(10) a taxa de entranhamento é positiva sempre que  $(\overline{w'\theta'})_h$  for negativo e  $\Delta\theta$  for positivo. A difusão horizontal na altura da CM, do mesmo modo que na

Eq. (6), é determinada utilizando-se uma parametrização pela Teoria K, assim sendo, o termo de difusão turbulenta horizontal na altura da CM,  $DH_h$ , será dada por:

$$DH_h = K_h \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right] \quad (11)$$

Substituindo as Eq.(10) e (11) na Eq. (9) teremos a expressão que descreve a evolução da altura da CM, como sendo:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u_m \frac{\partial h}{\partial x} + v_m \frac{\partial h}{\partial y} = w(h) - \frac{(\overline{w'\theta'})_h}{\Delta\theta} + K_h \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right] \quad (12)$$

Para resolver o sistema de equações que descrevem o campo de temperatura potencial (Eq.(7)), razão de mistura (Eq.(8)), e altura da camada de mistura (Eq.(12)), é necessário obter-se uma relação de fechamento, uma vez que o número de incógnitas é maior que o número de equações. A solução proposta por Ball (1980) consiste em utilizar a equação da energia cinética turbulenta, e com base nas observações da CLP, parametrizar o fluxo vertical turbulento de temperatura potencial no topo da CM em função de seu respectivo valor na superfície, através da seguinte relação:

$$(\overline{w'\theta'})_h = -k(\overline{w'\theta'})_o \quad (13)$$

Tennekes (1973) obteve  $k=0.20$  considerando a existência de um balanço na equação da energia cinética turbulenta devido ao trabalho contra o empuxo na CT, e ao ganho de energia cinética turbulenta devido a convergência do fluxo vertical turbulento no topo da CM.

### 3. DISCRETIZACAO DO MODELO DE CAMADA DE MISTURA

De acordo com o modelo de camada de mistura proposto

na Seção 2 deste trabalho, a variação local da temperatura potencial e da razão de mistura dependem basicamente de dois processos: advecção horizontal e difusão turbulenta, sendo a difusão turbulenta vertical a responsável pela ausência de gradientes verticais.

São propostas basicamente duas simulações numéricas para analisar o cálculo prognóstico das equações para temperatura potencial, razão de mistura e altura da camada de mistura sobre uma região uniforme e pouco acidentada:

a) a primeira simulação despreza os termos de advecção e difusão turbulenta horizontal, assume-se dessa forma, a não existência de gradientes horizontais de temperatura e umidade significativos sobre a região.

b) a segunda simulação despreza os termos de advecção horizontal na direção  $y$ ,  $v_m$ , e de difusão turbulenta horizontal, mantendo a velocidade de advecção horizontal na direção  $x$ ,  $u_m$ , constante, assume-se dessa forma, a possibilidade de gradientes horizontais de temperatura e umidade sobre a região.

#### A. SIMULACAO -1-

Desprezando-se os termos de advecção e difusão horizontal turbulenta das equações (7), (8) e (12), a evolução temporal da temperatura potencial, razão de mistura e altura da CM passa a ser descrito pelas seguintes equações:

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{(\overline{w'\theta'})_0 - (\overline{w'\theta'})_h}{h} \quad (14)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = \frac{(\overline{w'q'})_0 - (\overline{w'q'})_h}{h} \quad (15)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = w(h) - \frac{(\overline{w'\theta'})_h}{\Delta\theta} \quad (16)$$

onde o fluxo turbulento vertical de temperatura potencial é calculado a partir da Eq.(13), e o fluxo turbulento vertical de razão de mistura é calculado a partir da relação de consistência para a taxa de entranhamento no topo da CM obtida por Arakawa e Schubert (1974):

$$\frac{(\overline{w'\theta'})_h}{\Delta\theta} = \frac{(\overline{w'q'})_h}{\Delta q} \quad (17)$$

onde  $\Delta q = q_E - q_m$  é a diferença entre a razão de mistura na atmosfera livre,  $q_E$ , e a razão de mistura média,  $q_m$ , na camada de mistura.

Para fechar o sistema de equações é necessário considerar as equações prognósticas para a variação da temperatura potencial e da razão de mistura na atmosfera livre. Para tanto vamos utilizar as equações dadas a seguir (Oliveira, 1985):

$$\frac{\partial\theta_E}{\partial t} = \Gamma_\theta \cdot w_e \quad (18)$$

$$\frac{\partial q_E}{\partial t} = \Gamma_q \cdot w_e \quad (19)$$

Substituindo-se agora as Eq.(13) e Eq.(10) na Eq.(14), e as Eq.(17) e Eq.(10) na Eq.(15), e a Eq.(10) na Eq.(16), determina-se o sistema de equações constituído pelas seguintes relações:

$$\frac{\partial\theta_m}{\partial t} = (1+k) \frac{\Delta\theta \cdot w_e}{h} \quad (20)$$

$$\frac{\partial\theta_E}{\partial t} = \Gamma_\theta \cdot w_e \quad (21)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = \frac{(\overline{w'q'})_o + \Delta q \cdot w_e}{h} \quad (22)$$

$$\frac{\partial q_E}{\partial t} = \Gamma_q \cdot w_e \quad (23)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = w(h) + w_e \quad (24)$$

$$w_e = \frac{k \cdot (\overline{w' \theta'})_o}{\Delta \theta} \quad (25)$$

O algoritmo numérico utilizado será o avançado no tempo, ou comumente denominado "forward". De modo que, as relações acima podem ser discretizadas da seguinte maneira:

$$\theta_m^{n+1} = \theta_m^n + \frac{\Delta t}{h^n} (1+k) (\Delta \theta^n \cdot w_e^n) \quad (26)$$

$$\theta_E^{n+1} = \theta_E^n + \Delta t \cdot \Gamma_\theta \cdot w_e^n \quad (27)$$

$$q_m^{n+1} = q_m^n + \frac{\Delta t}{h^n} ((\overline{w' q'})_o^n + \Delta q^n \cdot w_e^n) \quad (28)$$

$$q_E^{n+1} = q_E^n + \Delta t \cdot \Gamma_q \cdot w_e^n \quad (29)$$

$$h^{n+1} = \Delta t (w(h) + w_e^n) \quad (30)$$

$$w_e^n = \frac{k \cdot (\overline{w' \theta'})_o^n}{\Delta \theta^n} \quad (31)$$

As relações que fornecem os fluxos verticais de temperatura potencial e de razão de mistura são assumidas, em primeira aproximação, serem da forma senoidal variando em função da hora do dia conforme apresentado a seguir:

$$(\overline{w'\theta'})_0 = H^* \text{sen}(\omega \cdot t) / (\rho \cdot c_p) \quad (32)$$

$$(\overline{w'q'})_0 = E^* \text{sen}(\omega \cdot t) / (\rho \cdot L) \quad (33)$$

onde  $H^*$  e  $E^*$  são as respectivas amplitudes da formulação para os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente na superfície. O tempo  $t = n \cdot \Delta t$  corresponde ao instante da  $n$ -ésima iteração com passo de integração  $\Delta t$ , e  $\omega = 2\pi/T = 7.272 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  corresponde ao período da onda senoidal, onde  $T$  é o período de rotação da Terra. O valor da densidade do ar,  $\rho$ , é igual a  $1.25 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$  nas CNPT, o valor do calor específico do ar a pressão constante,  $c_p$ , é igual a  $1004 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{Kg}^{-1}$ , e o valor do calor latente de evaporação da água,  $L$ , é igual a  $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{Kg}^{-1}$ .

Para verificar a consistência teórica do modelo e a estabilidade numérica das equações após a discretização em um esquema avançado no tempo, foram utilizadas as condições iniciais e as condições de contorno propostas por Oliveira (1985), e que são apresentadas na Tabela 1.

As Figuras 4, 5 e 6 apresentam respectivamente a variação temporal da altura, temperatura potencial média, e razão de mistura média na camada de mistura para as condições iniciais e condições de contorno apresentadas na Tabela 1, considerando três passos de integração:  $\Delta t = 100 \text{ s}$ ,  $\Delta t = 3600 \text{ s}$ , e  $\Delta t = 7200 \text{ s}$ .

A Figura 7 apresenta a variação temporal da altura da camada de mistura para as condições iniciais e condições de contorno apresentadas na Tabela 2, considerando três valores de grau de mistura interfacial no topo da camada de mistura:  $k = 0$ ,  $k = 0.2$ , e  $k = 1.0$ , e fixando a velocidade vertical de subsidência como sendo nula ( $w(h) = 0.0 \text{ m/s}$ ).

A Figura 8 apresenta a variação temporal da altura da camada de mistura para as condições iniciais e condições de contorno apresentadas na Tabela 2, considerando três valores de velocidade vertical de subsidência:  $w(h) = 0.0 \text{ m/s}$

(movimento vertical nulo),  $w(h) = -0.003$  m/s (fraca subsidência), e  $w(h) = -0.01$  m/s (forte subsidência), e fixando o grau de mistura interfacial no topo da camada de mistura como sendo igual a  $k = 0.20$ .

Tabela 1. Condições iniciais e de contorno utilizadas para testar o modelo proposto (Eq.(20) a Eq.(25)).

Condições Iniciais ( $t_0 = 2$ horas)	Condições de Contorno
$\theta_m(t_0) = 302.3$ K	$H^* = 300$ W/m <sup>2</sup>
$q_m(t_0) = 10.0$ g/Kg	$E^* = 300$ W/m <sup>2</sup>
$h(t_0) = 453.3$ m	$\Gamma_\theta = +0.006$ K/m
$\Delta\theta(t_0) = 0.3886$ K	$\Gamma_q = 0.0$ g/Kg/m
$\Delta q(t_0) = -10.0$ g/Kg	$w(h) = 0.0$ m/s
	$k = 0.20$

Tabela 2. Condições iniciais e de contorno utilizadas para gerar as Figuras 7 e 8.

Condições Iniciais ( $t_0 = 2$ horas)	Condições de Contorno
$\theta_m(t_0) = 302.0$ K	$H^* = 300$ W/m <sup>2</sup>
$q_m(t_0) = 13.0$ g/Kg	$E^* = 300$ W/m <sup>2</sup>
$h(t_0) = 450.0$ m	$\Gamma_\theta = +0.006$ K/m
$\Delta\theta(t_0) = 1.0$ K	$\Gamma_q = -0.003$ g/Kg/m
$\Delta q(t_0) = 2.0$ g/Kg	

## B. SIMULACAO -2-

Enquanto na Simulação -1- assumiu-se que a camada de mistura era considerada horizontalmente homogênea, esse teste irá considerar a camada de mistura não-homogênea, de modo a permitir a existência de gradientes horizontais das propriedades prognosticadas, como por exemplo, razão de mistura e temperatura potencial. Desprezando-se o termo de advecção na direção y e o termo de difusão horizontal turbulenta das equações (7), (8) e (12), a evolução temporal e espacial (unidimensional) da altura, razão de mistura, e temperatura potencial média na camada de mistura, passa a ser descrito pelas seguintes equações:

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial \theta_m}{\partial x} = (1+k) \frac{\Delta \theta \cdot w_e}{h} \quad (33)$$

$$\frac{\partial \theta_E}{\partial t} + u_m \frac{\partial \theta_E}{\partial x} = \Gamma_\theta \cdot w_e \quad (34)$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial q_m}{\partial x} = \frac{(\overline{w'q'})_o + \Delta q \cdot w_e}{h} \quad (35)$$

$$\frac{\partial q_E}{\partial t} + u_m \frac{\partial q_E}{\partial x} = \Gamma_q \cdot w_e \quad (36)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u_m \frac{\partial h}{\partial x} = w(h) + w_e \quad (37)$$

$$w_e = \frac{k \cdot (\overline{w'\theta'})_o}{\Delta \theta} = - \frac{(\overline{w'q'})_h}{\Delta q} \quad (38)$$

O algoritmo numérico a ser utilizado nessa segunda simulação será o avançado no tempo para os termos com variação temporal e não advectivos, e o atrasado no espaço para os termos advectivos com  $u_m > 0$ , esse esquema também é co-

nhecido como "forward-upstream" (Mesinger e Arakawa, 1976). De modo que, as relações acima podem ser discretizadas da seguinte forma:

$$\theta_m^{n+1} = \theta_m^n - \Delta t. \left[ c. \frac{(\theta_m^n(x) - \theta_m^n(x - \Delta x))}{\Delta x} - (1+k). \frac{\Delta \theta^n(x). w_{\theta}^n(x)}{h^n(x)} \right] \quad (39)$$

$$\theta_E^{n+1} = \theta_E^n - \Delta t. \left[ c. \frac{(\theta_m^n(x) - \theta_m^n(x - \Delta x))}{\Delta x} - \Gamma_{\theta}. w_{\theta}^n(x) \right] \quad (40)$$

$$q_m^{n+1} = q_m^n - \Delta t. \left[ c. \frac{(q_m^n(x) - q_m^n(x - \Delta x))}{\Delta x} - \frac{(\overline{w'q'})_{\theta}^n(x) + \Delta q^n(x). w_{\theta}^n(x)}{h^n(x)} \right] \quad (41)$$

$$q_E^{n+1} = q_E^n - \Delta t. \left[ c. \frac{(q_E^n(x) - q_E^n(x - \Delta x))}{\Delta x} - \Gamma_q. w_{\theta}^n(x) \right] \quad (42)$$

$$h^{n+1} = h^n - \Delta t. \left[ c. \frac{(h^n(x) - h^n(x - \Delta x))}{\Delta x} - w(h) - w_{\theta}^n(x) \right] \quad (43)$$

$$w_{\theta}^n(x) = k. \frac{(\overline{w'q'})_{\theta}^n(x)}{\Delta \theta^n(x)} \quad (44)$$

onde a velocidade de advecção na direção x,  $u_m = c$ , é constante.

As condições iniciais utilizadas nas simulações numéricas unidimensionais, são horizontalmente homogêneas, com os valores dados na Tabela 3. As condições de contorno superiores, também foram consideradas horizontalmente homogêneas, com os valores dados na Tabela 3. As condições de contorno inferiores correspondem aos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e calor latente sobre a superfície.

Tabela 3. Condições iniciais e de contorno utilizadas para testar o modelo proposto (Eq.(33) a Eq.(38)).

Condições Iniciais ( $t_0 = 8$ horas)	Condições de Contorno
$h(x, y, t_0) = 300$ m	$\Gamma_\theta(x, y, z, t) = 0.008$ K/m
$\theta_m(x, y, t_0) = 300$ K	$\Gamma_q(x, y, z, t) = -0.003$ g/Kg
$\theta_E(x, y, t_0) = 301$ K	$w(x, y, z, t) = -0.003$ m/s
$q_m(x, y, t_0) = 13.5$ g/Kg	
$q_E(x, y, t_0) = 11.5$ g/Kg	

As relações que descrevem os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e calor latente sobre superfícies cobertas por água e superfícies de terra, por exemplo, interface entre lagos e regiões rurais, foram simplificadas de forma a obedecerem a uma variação senoidal ao longo do dia, e são descritas como sendo:

$$\text{Região Rural: } (\overline{w'\theta'})_0 = H_1^* \cdot \text{sen}(\omega t + \phi_1) / (\rho \cdot c_p) \quad (45a)$$

$$(\overline{w'q'})_0 = E_1^* \cdot \text{sen}(\omega t + \phi_1) / (\rho \cdot L) \quad (45b)$$

$$\text{Região Água: } (\overline{w'\theta'})_0 = 0 \quad (46a)$$

$$(\overline{w'q'})_0 = (E_2 + E_2^* \cdot \text{sen}(\omega t + \phi_2)) / (\rho \cdot L) \quad (46b)$$

onde  $H_1^*$  e  $E_1^*$  são as amplitudes em que oscilam os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente sobre a região rural durante o período de integração.

O valor de  $E_2$  é uma média no tempo e  $E_2^*$  sobre água tem respectivamente o mesmo significado que  $E_1^*$  para superfícies rurais. Assumiu-se que não existe fluxo turbulento de calor sensível em regiões cobertas por água, pois a atmosfera comumente está mais aquecida que a massa de água e portanto geram-se fluxos turbulentos de calor sensível da atmosfera em direção a superfície coberta por água, sendo que esse processo não é previsto neste modelo de camada de mistura.

Os valores de  $\phi_1$  e  $\phi_2$  são as correções efetuadas para ajustar os fluxos máximos de acordo com a hora do dia, nesse caso utiliza-se  $\phi_1 = -\frac{\pi}{2}$  para caracterizar um fluxo máximo de calor sensível e calor latente às 12 horas na região rural, e  $\phi_2 = -\frac{\pi}{6}$  para um fluxo máximo de calor latente às 08 horas na região de lago.

A Tabela 4 apresenta os valores utilizados para calcular os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente sobre a região rural e de lago. As ordens de grandeza dos parâmetros apresentados na Tabela 4 representam valores típicos encontrados durante a realização do experimento meteorológico I (Projeto Radasp), em julho de 1982, sobre a região de Bauru no Estado de São Paulo (Oliveira, 1985).

Tabela 4. Valores típicos para os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente na região de Bauru/SP (Oliveira, 1985).

Região Rural	Região de Lago
$H_1^* = 240 \text{ W/m}^2$	$E_2 = 280 \text{ W/m}^2$
$E_1^* = 240 \text{ W/m}^2$	$E_2^* = 40 \text{ W/m}^2$

As Figuras 9, 10 e 11 apresentam respectivamente a altura da camada de mistura e a temperatura potencial média e razão de mistura média para uma região caracterizada por região rural e com a presença de corpo d'água, assumindo uma velocidade de advecção de 5.0 m/s sobre toda a região e as condições iniciais e de contorno apresentadas na Tabela 3 e Tabela 4.

As Figuras 12 e 13 apresentam respectivamente a temperatura potencial média e a razão de mistura média na interface entre a camada de mistura e a atmosfera livre como função da hora do dia e da localização em relação a região rural ou de lago, assumindo as mesmas condições anteriores.

As Figuras 14 e 15 apresentam respectivamente os fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente sobre as superfícies rural e de lago em função da hora do dia, que foram determinados a partir das equações (45a,b) e (46a,b) e condições da Tabela 4.

#### 4. RESULTADOS

##### A. SIMULACAO -1-

As integrações numéricas das equações (26) a (31) para os diferentes passos de incremento no tempo mostrou que o passo  $\Delta t = 100$  s é o que melhor reproduz a evolução temporal da altura da camada de mistura (Figura 4), sendo que os passos  $\Delta t = 3600$  s e  $\Delta t = 7200$  s superestimam a altura em cerca de 50 e 100 m respectivamente. Com relação a evolução da temperatura potencial (Figura 5) todos os passos de integração utilizados convergem para o valor de 304 K. Nessa simulação o parâmetro de razão de mistura foi subestimado em cerca de 4 g/kg no final da integração para  $\Delta t = 7200$  s, enquanto para o passo  $\Delta t = 100$  s convergiu para o valor esperado que era de 4 g/kg as 12 horas. Uma análise comparativa

com os dados apresentados por Oliveira (1985) mostrou que a altura da camada de mistura foi subestimada em cerca de 500 metros. talvez pelo fato com que foi proposto nesse trabalho a parametrização dos fluxos verticais turbulentos, principalmente o de calor sensível que é diretamente proporcional a variação temporal da altura da camada de mistura.

Com relação a influência do grau de mistura interfacial no topo da camada de mistura (Figura 7) verifica-se que quanto maior o valor do grau de mistura interfacial,  $k$ , mais rapidamente se desenvolve a altura da camada de mistura. Sendo que, se  $k = 0$  não existe alteração da altura no decorrer de todo o período de integração.

Com relação ao efeito que a velocidade vertical de subsidência exerce sobre o crescimento da altura da camada de mistura (Figura 8) observa-se que quanto mais intensa essa velocidade, menor é o desenvolvimento vertical da camada de mistura, chegando mesmo a produzir um efeito de abaixamento no final do período de integração.

## B. SIMULACAO -2-

O estudo da variação da altura da camada de mistura e sua respectiva temperatura potencial e razão de mistura mostrou que suas evoluções estão diretamente relacionadas com os tipos de superfícies analisadas, ou seja, no caso da região rural devido ao aquecimento da atmosfera através do transporte de calor sensível na vertical, a altura da camada de mistura tende a se elevar, enquanto na região de lago devido a ausência do fluxo turbulento de calor sensível e atuação de um movimento vertical de subsidência, nas primeiras horas do dia a tendência é ocorrer um abaixamento da altura da camada de mistura (Figura 9).

Com o decorrer do dia o processo de advecção da região rural para a região de lago, e deste para a região rural circunvizinha, tende a produzir um levantamento da altura

sobre a região de lago até que ao final do dia a altura da camada de mistura se encontrará bastante homogênea sobre toda a região.

O mesmo processo de evolução pode ser estendido para a temperatura potencial da camada de mistura durante o decorrer do dia (Figura 10), enquanto que a razão de mistura devido às trocas existentes no topo da camada de mistura e da camada de transição (ou atmosfera livre) durante o decorrer do dia irá se homogeneizar com valores abaixo dos observados durante as primeiras horas do dia. Cabe verificar que os valores de razão de mistura sobre a região de lago tem efeito contrário ao da altura e temperatura potencial nas primeiras horas do dia (Figura 11), pois a atmosfera se encontra, nesse instante, mais saturada sobre a região de lago e caberá aos processos de advecção horizontal de razão de mistura e vertical de calor latente a tarefa de homogeneização durante o decorrer do dia.

Com relação ao que ocorre junto a camada interfacial entre a camada de mistura e a atmosfera livre, verifica-se que os mesmos efeitos observados para a temperatura potencial e razão de mistura na camada de mistura, também são observados para a temperatura e razão de mistura na atmosfera livre, isso se deve ao fato de que existe uma relação de fechamento dadas por  $\Delta\theta$  e  $\Delta q$ . (Figuras 12 e 13).

Com relação a variação temporal dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e calor latente (Figuras 14 e 15) foi assumido que não ocorre fluxo de calor sensível sobre a região de lago, e que o fluxo de calor latente sobre essa mesma região sofre pouca variação no decorrer do dia.

## 5. CONCLUSÕES

A análise preliminar dos resultados obtidos pelas simulações -1- e -2- mostrou que a altura e a temperatura poten-

cial são bem prognosticadas, enquanto que, a razão de mistura dependendo do passo de integração no tempo e do grau de mistura interfacial pode ter seus valores pouco confiáveis.

O ponto que maiores considerações deverá sofrer futuramente é a questão da parametrização dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e calor latente em função do balanço de radiação de onda curta e de onda longa com o decorrer do dia. Outros estudos a serem implementados dizem respeito a generalização desse modelo para condições estáveis que podem ser observadas no decorrer de períodos noturnos ou ao longo nas primeiras horas da manhã, assim como englobar os processos advectivos bi-dimensionais em função de um campo de vento que englobe os efeitos topográficos e as contribuições dos fenômenos de meso e grande escala.

## 5. REFERÊNCIAS

- ANDRE, J. C.; MOOR, G.; LACARRERE, P.; THERRY, G.; VACHAT, R. Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the Planetary Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.* 35, 1861-1883, 1978.
- ApSIMON, H. M.; GODDARD, A. J. H.; WRIGLEY, J. Long-range atmospheric dispersion of radioisotopes - I: The MESOS Model. *Atmospheric Environment*, 19, 99-111, 1985.
- BALL, F. K. Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 86, 483-494, 1980.
- BETIS, A. K. Reply to comment on the paper Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, 469-471, 1974.

- DEARDORFF, J.W. Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 7, 81-106, 1974.
- LILLY, D.K. Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 94, 292-309, 1968.
- LIU, C.Y.; GOODIN, W.R. A two-dimensional model for the transport of pollutants in a urban basin. *Atmospheric Environment*, 10, 513-526, 1976.
- MAHRT, L.; LENSCHOW, D.H. Growth dynamics of the convectively mixed-layer". *J. Atmos. Sci.*, 33, 41-51, 1976.
- MESINGER, F.; ARAKAWA, A. *Numerical Methods Used in Atmospheric Models*. Boulder, GARP Publications Series No.17, Geneva. Aug.76.
- OLIVEIRA, A.P. *Evolução da Camada Limite Planetária e Implicações na Qualidade do Ar. São Paulo, 1985*. (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- OGURA, Y.; PHILLIPS, N.A. Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere". *J. Atmos. Sci.*, 19, 492-502, 1962.
- SUTTON, O.G. *Micrometeorology*. New York, McGraw-Hill Book Company, 333 pp., 1953.
- TENNEKES, H. A model for the dynamics of the inversion above a convective layer". *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567, 1973.

- WINGAARD, J.C. Modeling the planetary boundary-layer extension to the stable case". *Bound.-Layer Meteor.*, 9, 441-460, 1975.
- YAMADA, T.; MELLOR, G. A simulation of the Wangara atmospheric boundary-layer data". *J. Atmos. Sci* 32, 2309-2339, 1975.
- ZEMAN, O.; LUMLEY, J. L. Buoyancy effects in entraining turbulent boundary-layers: a second-order closure study. *Proceedings of Symposium on Turbulent Shear Flows*. Springer, Verlag, 1978.

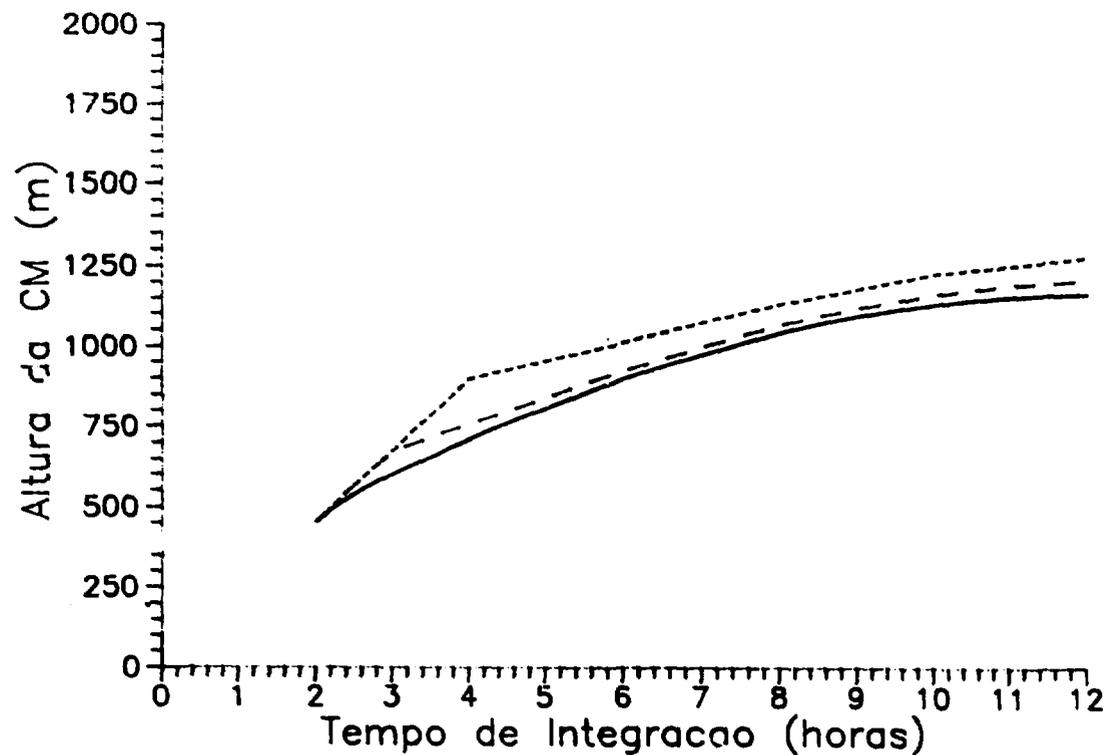


FIGURA 4. Altura da Camada de Mistura em função do tempo e do passo de integração ( $dt=100$  s (—),  $dt=3600$  s (- - -),  $dt=7200$  s (· · · · ·)), com um esquema avançado no tempo. Assumindo: grau de mistura interfacial  $k=0.20$ , velocidade de subsidência  $w(h)=0.0$  m/s, e gradiente vertical de umidade  $q=0.0$  g/Kg/m.

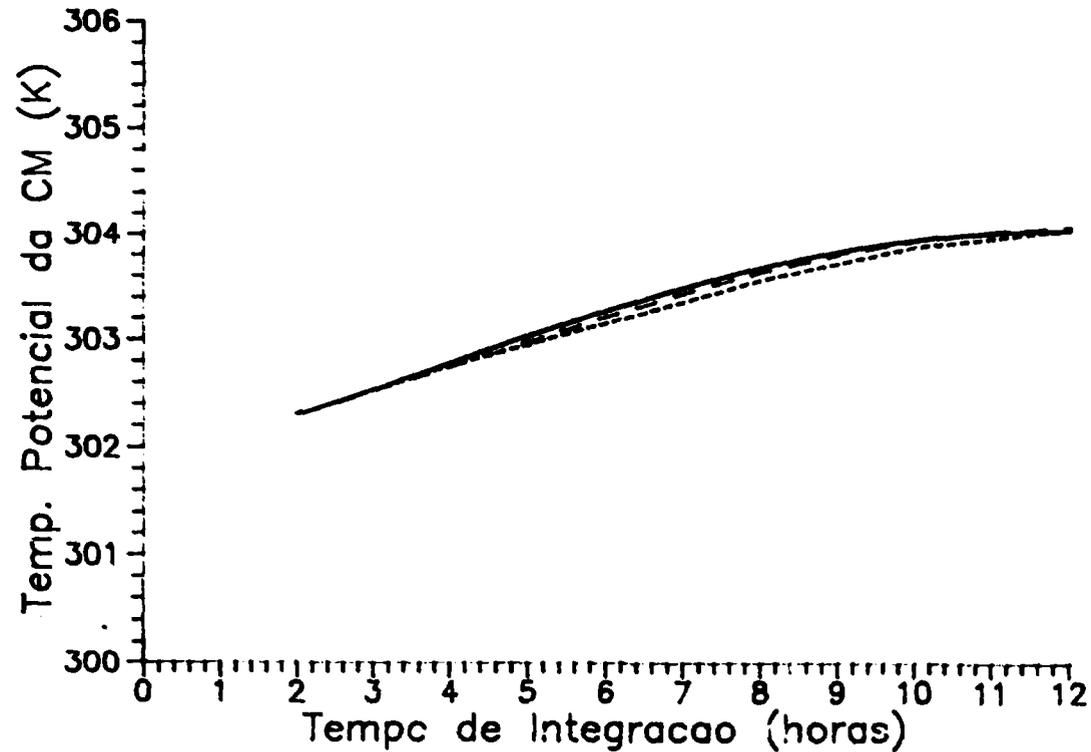


FIGURA 5. Temperatura Potencial da Camada de Mistura em função do tempo e do passo de integração ( $dt=100$  s (—),  $dt=3600$  s (---),  $dt=7200$  s (-·-·-·-)), com um esquema avançado no tempo. Assumindo: grau de mistura interfacial  $k=0.20$ , velocidade de subsidência  $w(h)=0.0$  m/s, e gradiente vertical de umidade  $q=0.0$  g/Kg/m.

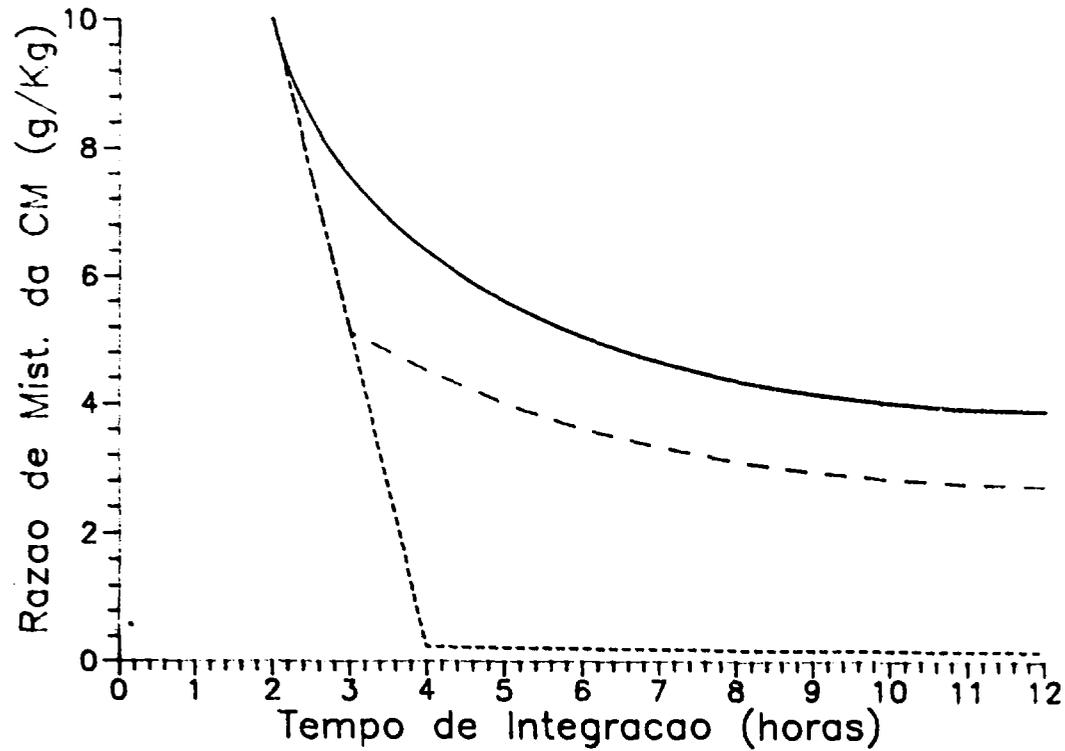


FIGURA 6. Razão de Mistura da Camada de Mistura em função do tempo e do passo de integração ( $dt=100$  s (—),  $dt=3600$  s (---),  $dt=7200$  s (-·-·-·-)), com um esquema avançado no tempo. Assumindo: grau de mistura interfacial  $k=0.20$ , velocidade de subsidência  $w(h)=0.0$  m/s, e gradiente vertical de umidade  $q=0.0$  g/Kg/m.

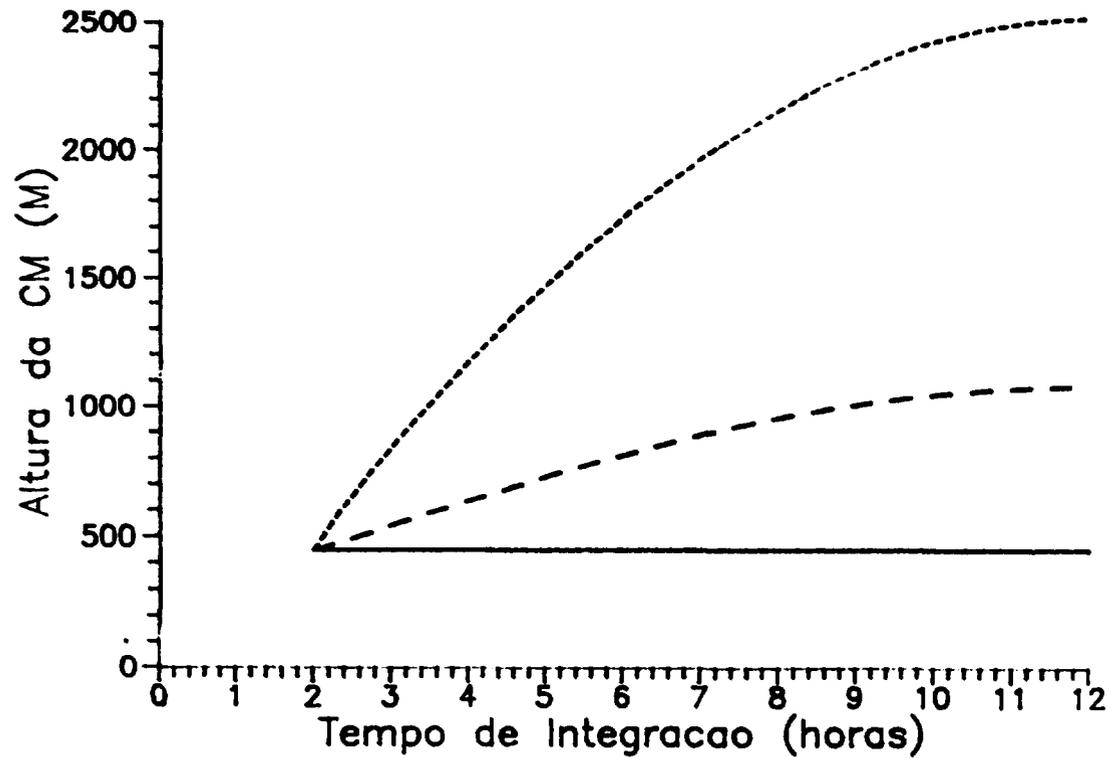


FIGURA 7. Altura da Camada de Mistura em função do tempo e do grau de mistura interfacial ( $k=0.0$  (—),  $k=0.2$  (- - - -),  $k=1.0$  (· · · · ·)), com um esquema avançado no tempo. Assumindo: velocidade de subsidência  $w(h)=0.0$  m/s, passo de integração  $dt=100$  s.

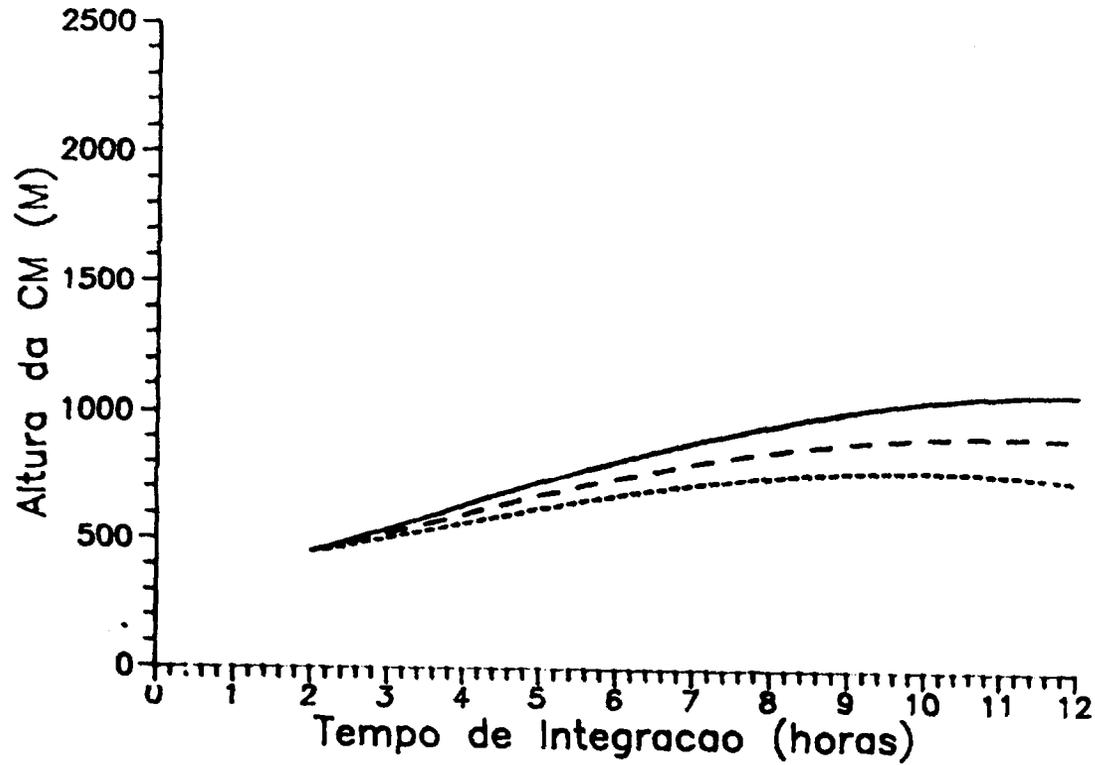


FIGURA 8. Altura da Camada de Mistura em função do tempo e da velocidade vertical de subsidência ( $w(h)=0.0$  m/s (—),  $w(h)=-0.005$  m/s (- - -),  $w(h)=-0.01$  m/s (.....)) com um esquema avançado no tempo. Assumindo: grau de mistura interfacial  $k=0.20$ , e passo de integração  $dt=100$  s.

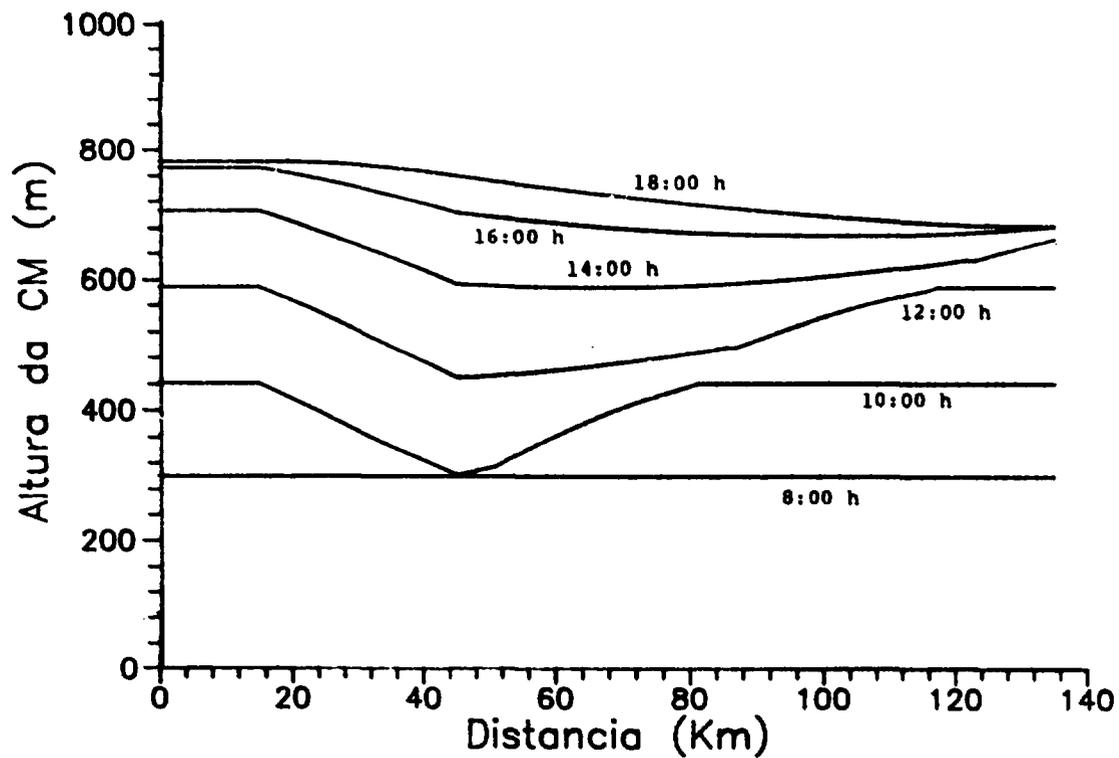


FIGURA 9. Altura da Camada de Mistura em função da distância e da hora do dia com um esquema avançado no tempo e atrasado no espaço. Assumindo:  $k=0.20$ ,  $c=5.0$  m/s,  $w(h)=-0.003$  m/s,  $dx=1500$  m e  $dt=300$  s.

Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

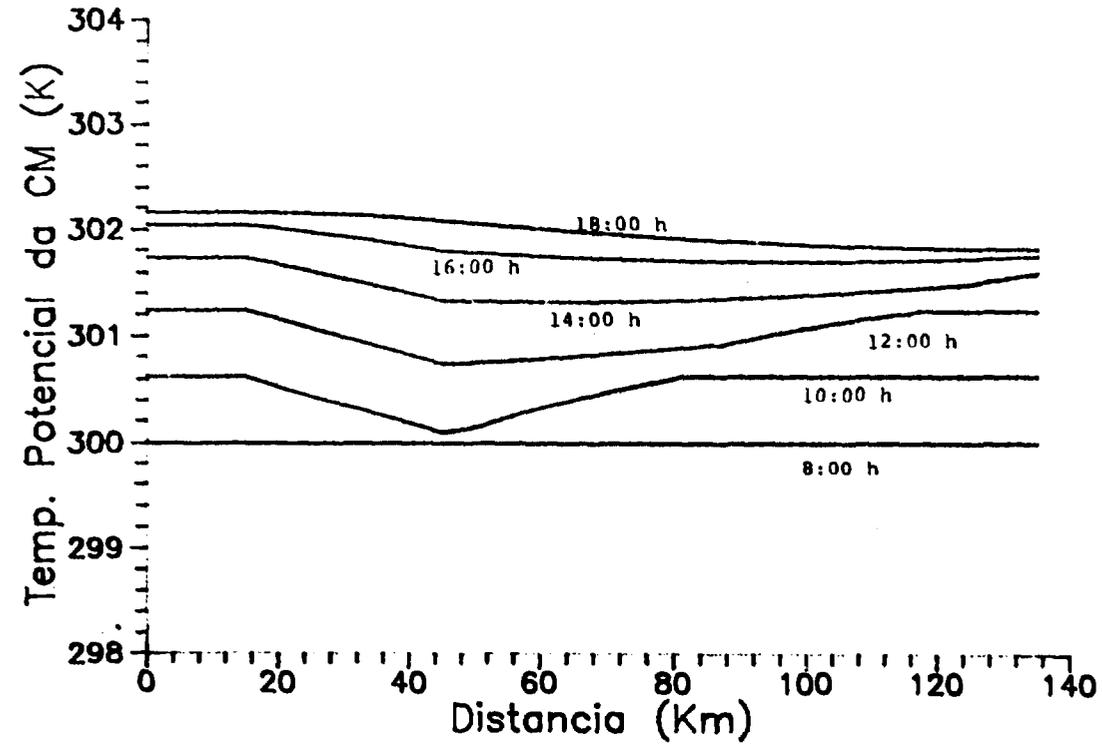


FIGURA 10. Temperatura Potencial da Camada de Mistura em função da distância e da hora do dia com um esquema avançado no tempo e atrasado no espaço. Assumindo:  $k=0.2$   $c=5.0$  m/s,  $w(h)=-0.003$  m/s,  $dx=1500$  m e  $dt=300$  s.  
Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

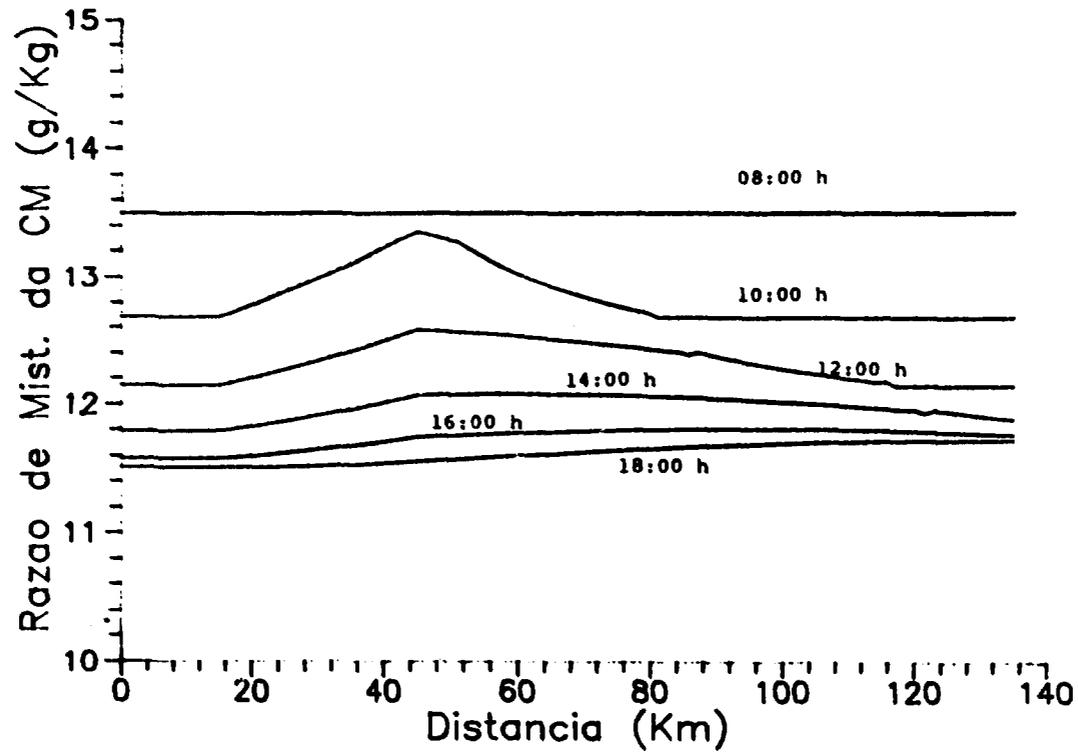


FIGURA 11. Razão de Mistura da Camada de Mistura em função da distância e da hora do dia com um esquema avançado no tempo e atrasado no espaço. Assumindo:  $k=0.20$   $c=5.0$  m/s,  $w(h)=-0.003$  m/s,  $dx=1500$  m e  $dt=300$  s. Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

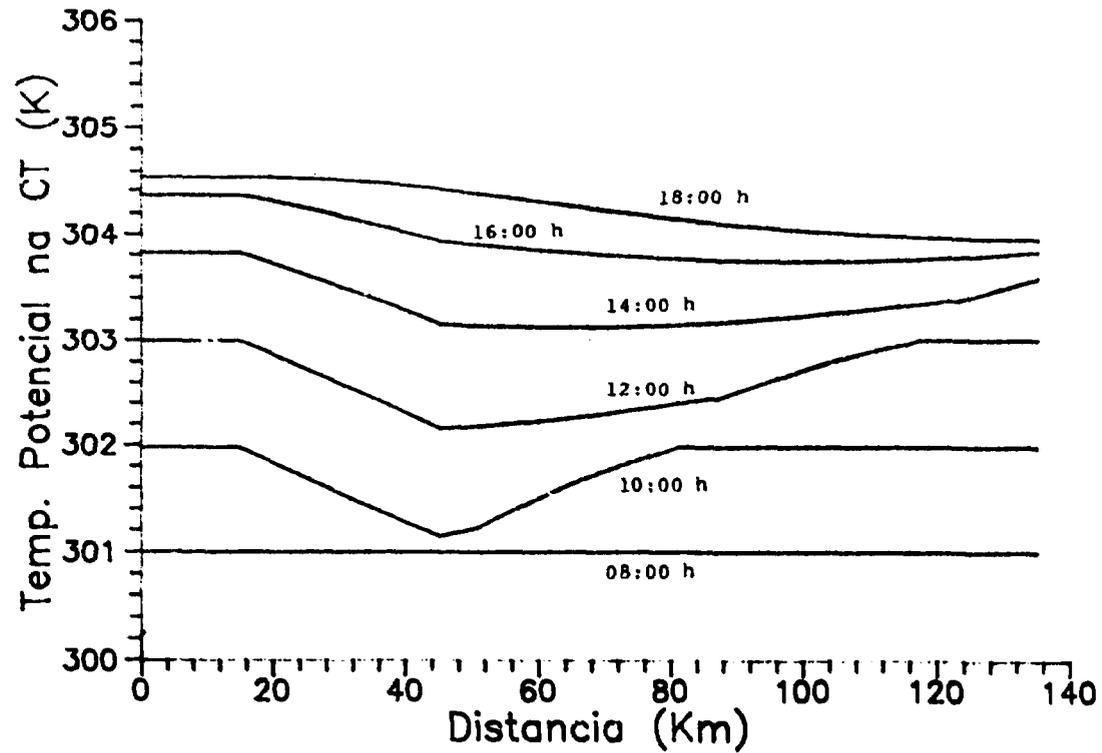


FIGURA 12. Temperatura potencial da Camada de Transição em função da distância e da hora do dia com um esquema avançado no tempo e atrasado no espaço. Assumindo:  $k=0.2$   $c=5.0$  m/s,  $w(h)=-0.003$  m/s,  $dx=1500$  m e  $dt=300$  s. Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

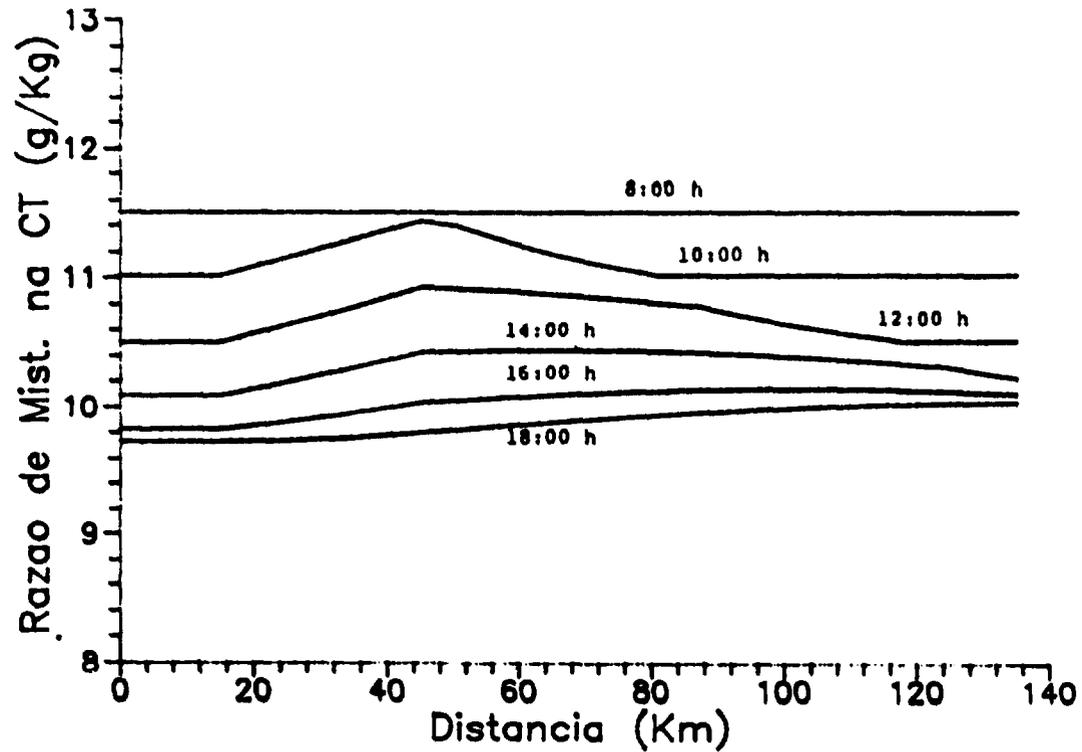


FIGURA 13. Razão de Mistura da Camada de Transição em função da distância e da hora do dia com um esquema avançado no tempo e atrasado no espaço. Assumindo:  $k=0.20$ ,  $c=5.0$  m/s,  $w(h)=-0.003$  m/s,  $dx=1500$  m e  $dt=300$  s.  
 Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

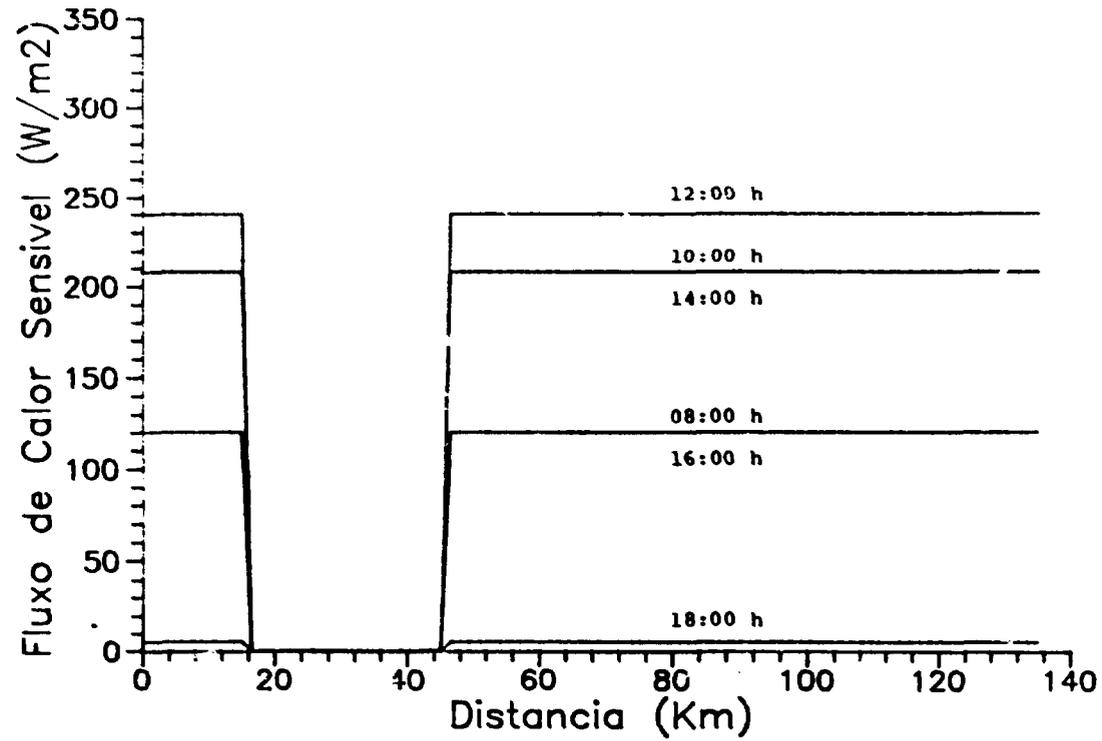


FIGURA 14. Fluxo Turbulento de Calor Sensível em função da distância e da hora do dia. Assumindo fluxo máximo às 12 horas local e variação senoidal. Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.

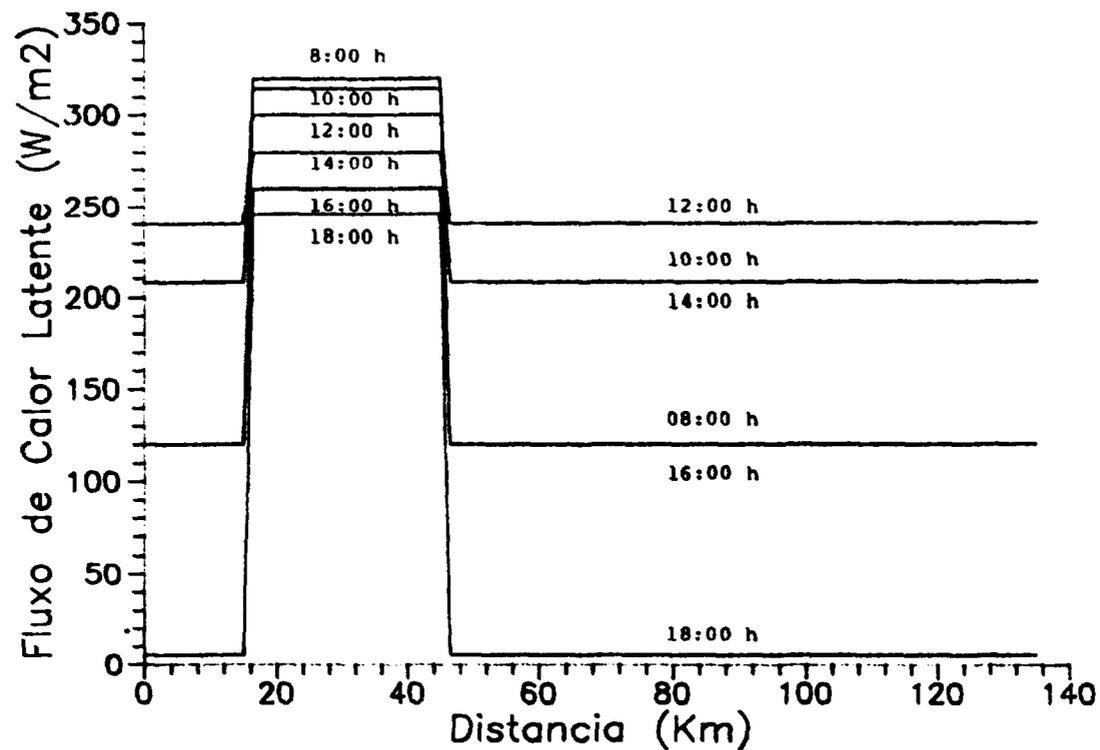


FIGURA 15. Fluxo Turbulento de Calor Latente em função da distância e da hora do dia. Assumindo fluxo máximo às 08 horas local e variação sinusoidal. Região Rural: 0-15 Km e 45-135 Km. Região de Lago: 15-45 Km.